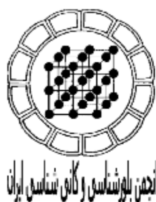
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و ششم، شماره‌ی دوم، تابستان ۹۷، از صفحه ۳۵۵ تا ۳۶۸



بررسی شیمی کانی، همبرزایی و سن‌سنجی سنگ‌های دیابازی گنبدهای نمکی سازند هرمز، جنوب ایران (استان هرمزگان)

پریچهر احمدی‌مقدم[*1]، محسن مرتضوی[1]، محمد پوستی[1]، حمید احمدی‌پور[2]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۶/۲/۱۷، نسخه نهایی: ۹۶/۷/۱)

چکیده: سنگ‌های دیابازی سازند هرمز، دستخوش انواع فرآیندهای ثانویه دگرسانی و دگرگونی رخساره‌ی شیست سبز تا اوایل رخساره‌ی آمفیبولیت شده‌اند. این سنگ‌ها، در نتیجه فرآیند دگرنهادی نفوذی و دگرسانی گرمابی، دگرسان و به دلیل سیال‌های آبدار غنی از CO_2 و برهم‌کنش سنگ-سیال، دگرگون شده‌اند. کانی‌های فلدسپات، پیروکسن، الیوین، آپاتیت، روتیل، مگنتیت و پیریت، جزء کانی‌های ماگمایی اولیه‌ی این سنگ‌ها و سایر کانی‌های موجود در این سنگ‌ها، فراورده تبدیل کانی‌های اولیه در اثر دگرسانی و دگرگونی گرمایی هستند. فلدسپات‌ها به لابرادوریت، آلبیت و ارتوکلاز تفکیک می‌شوند. لابرادوریت و آلبیت در دمای کمتر از ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۶ کیلوبار متبلور شده‌اند که شرایط دمای باز تبلور آنهاست. ارتوکلاز در ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد، ۶ کیلوبار و بیش از ۱۰۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد، بیش از ۷ کیلوبار متبلور شده‌اند و جزء کانی‌های ماگمایی است. کلینوپیروکسن‌ها به اوژیت و دیوپسید تفکیک می‌شوند که در دمای ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده و جزء کانی‌های ماگمایی هستند. پیروکسن‌ها نیمه قلیایی تا قلیایی هستند و در محیط بازالت‌های تولئیتی درون‌صفحه‌ای یا بازالت‌های کف‌اقیانوسی تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز فلدسپات‌ها و کلینوپیروکسن‌ها شرایط اکسیدان را نشان می‌دهند. با توجه به زیرکن‌های تجزیه شده‌ی دیابازهای گنبد نمکی بند معلم (۵۳۹٫۴ ± ۶٫۴ Ma) و گنبد نمکی چمپه (۵۴۳٫۵ ± ۶٫۱ Ma)، سن تبلور و تشکیل این سنگ‌ها، کامبرین پیشین است. بیشتر این زیرکن‌ها، خاستگاه ماگمایی دارند. سن این دیابازها نشان می‌دهد که نفوذ آنها همزمان و/یا پس از شروع کافت‌شدگی پیشین زیستی نو تا کامبرین پیشین بخش شمالی صفحه‌ی عربستان و رسوب‌گذاری سازند هرمز در حوضه‌ی خلیج فارس بوده است.

واژه‌های کلیدی: *گنبد نمکی؛ سازند هرمز؛ دیاباز؛ شیمی کانی؛ همبرزایی؛ سن‌سنجی.*

مقدمه

خلیج فارس و کوه‌های زاگرس (سازند هرمز)، عمان جنوبی (سازند آرا)، کرمان در ایران مرکزی (سازند راور) و استان سالت رینج در پاکستان (سازند سالت رینج)، طی اینفراکامبرین و کامبرین پیشین، همه مناطقی بوده‌اند که در آنها نمک در یک حوضه‌ی کافتی در خاورمیانه‌ی گندوانا رسوبگذاری کرده است [۱] (شکل ۱ الف). مجموعه‌ی سنگ‌های گنبدهای نمکی جنوب ایران، شامل نمک، مارن، ماسه سنگ، دولومیت، آهک، گچ و سنگ‌های ماگمایی، مانند ریولیت و دیاباز را سازند هرمز نام نهاده‌اند و با مقایسه آن با معادل‌های خود یعنی سری ریزو در استان کرمان و سازند سلطانیه در البرز [۲]، سن این مجموعه را اینفراکامبرین [۳] یا پیشین زیستی نو-کامبرین پیشین [۴] برآورد کرده‌اند. سنگ‌های نفوذی دیابازی با نام کلی سنگ‌سبز [۲]، تنها نشانه‌ی ترکیبات احتمالی پی‌سنگ را فراهم می‌کنند [۲]. همچنین گنبدهای نمکی در جنوب ایران بخش بسیار مهمی

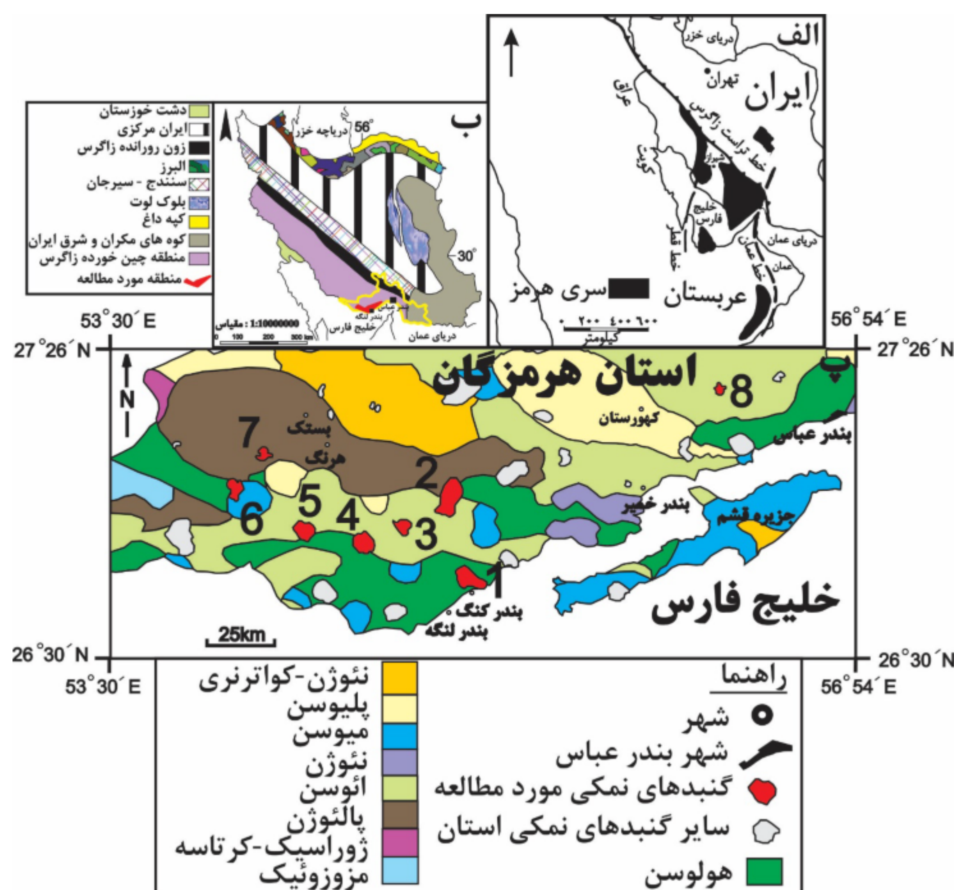
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۹۹۹۰۸۴، نمابر: ۰۳۴۳۳۲۵۷۴۳۵، پست الکترونیکی: pahmadimoghadam@yahoo.com

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]

از این منطقه و از جمله رشته کوه زاگرس را تشکیل می‌دهند و سنگ‌های دیابازی، به نوبه‌ی خود، بخش بسیار مهم و قابل توجه این گنبدها را تشکیل می‌دهند. پژوهش‌های بسیاری پیرامون گنبدهای نمکی سازند هرمز انجام شده است (برای مثال، [۵-۱۹]) اما سنگ‌های دیابازی آن چندان بررسی نشده است. بررسی شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌های دیابازی این مجموعه خاستگاه و شرایط تشکیل این سنگ‌ها را تا حدی مشخص کرده و سن‌سنجی این سنگ‌ها، روشن می‌کند که تشکیل آنها پیش، همزمان یا پس از تشکیل سازند هرمز بوده است. در این پژوهش، بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری مقاطع نازک و صیقلی، تحلیل طیف‌های پراش پرتوی X (XRD)، شیمی کانی و سن‌سنجی به روش U-Pb سنگ‌های دیابازی تعدادی از گنبدهای نمکی جنوب ایران (استان هرمزگان) برای شناخت شرایط، محیط و سن تشکیل و فرآیندهای بعدی تأثیرگزار بر آنها انجام می‌شود.

روش بررسی

از مجموعه‌ی گنبدهای نمکی سازند هرمز، دیابازهای موجود در ۸ گنبد نمکی بند معلم، زندان، چمپه، چاه مسلم، باوردان، داربست، گزه و انگورو واقع در استان هرمزگان مورد بررسی قرار گرفتند (شکل ۱ ب)، که شیمی کانی دیابازهای گنبدهای نمکی زندان، بند معلم و باوردان بررسی و سن دیابازهای گنبدهای نمکی بند معلم و چمپه بررسی شدند. بررسی‌های میکروسکوپی بر ۳۴ مقطع نازک و ۴ مقطع صیقلی صورت گرفت. سپس تعداد ۱۱ نمونه از سنگ‌های دیابازی در آزمایشگاه شرکت تحقیقات و کانی‌شناسی و زمین‌شناسی کانپژوه واقع در شهرک پردیس تحقیقات رودهن با پراش‌سنج پرتوی X (XRD) مدل PW1830 فیلیپس، بررسی شدند.



شکل ۱ الف- موقعیت سازند هرمز در ایران و خاورمیانه. وضه رسوبات نمکی جنوب عمان– شمال کرمان دارای روند شمالی– جنوبی بوده و از جنوب عمان، ناحیه هائوشی-هاقف تا مرکز ایران کشیده شده است [۲۰]. ب- موقعیت استان هرمزگان در ایران و پهنه‌های ساختاری آن [۲۱]. پ- موقعیت گنبدهای نمکی مورد بررسی در جنوب ایران (استان هرمزگان). گنبدهای نمکی ۱: بند معلم، ۲: زندان، ۳: چمپه، ۴: چاه مسلم، ۵: باوردان، ۶: داربست، ۷: گزه و ۸: انگورو [۵].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]

بررسی‌های شیمی کانی و تهیه‌ی تصاویر الکترونی از کانی‌های موجود در سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، بر روی ۴ مقطع نازک دوبرصیقل، در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران صورت گرفت. نمونه‌ها توسط ریزپردازشگر الکترونی (EPMA)، مدل، کامکا SX100، با ولتاژ ۱۵ کیلو الکترون ولت، با باریکه الکترونی به اندازه ۵-۳ میکرون، حد آشکارسازی ppm ۱۰۰ و جریان ۲۰ نانو آمپر تجزیه شدند.

برای تعیین سن به روش اورانیوم – سرب، تعداد ۳۰ زیرکن از نمونه‌ی دیابازی گنبد نمکی بند معلم و تعداد ۴۰ زیرکن از نمونه‌ی دیابازی گنبد نمکی چمپه استخراج شدند. تعیین سن بر پایه‌ی روش سایش لیزری با طیف‌سنجی جرمی پلاسما (LA-ICPMS) انجام شد. جدایش زیرکن در شرکت زمین ریزکاوان در تهران و آماده‌سازی و تجزیه زیرکن‌ها در مرکز LaserChron در آریزونای آمریکا صورت گرفت. مراحل آماده‌سازی و جدایش بلورهای زیرکن موجود در نمونه‌های دیابازی مورد بررسی، شامل خردایش سنگ، شستشو (گل-شویی و لاوک‌شویی)، برموفرم‌گیری (مقایسه با مایعات سنگین) و جدایش مغناطیسی کانی‌ها با هدف جداسازی کانی های سبک از سنگین سپس، جدایش کانی‌های زیرکن از دیگر کانی‌های سنگین با استفاده از میکروسکوپ سه بعدی است. برای تهیه‌ی قاب‌ها، بلورهای زیرکن انتخاب شده به همراه بلورهای زیرکن استاندارد (FC, SL-F, SL-mix, R33) در قاب اپوکسی قرار داده شد. با استفاده از فرچه‌های ۹، ۵، ۳ و ۱ میکرون، قاب‌ها صیقل داده شده و توسط محلول HNO3 و HCL شسته شدند تا هر گونه سرب معمولی باقی‌مانده از سطح آنها زدوده شود. برای بررسی بلورهای زیرکن و چگونگی ناحیه‌بندی آنها تصاویر کاتدولومینسالن (CL) توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی (S-3400N(SEM هیتاچی مجهز به شناساگر Gatan Chroma CL2، گرفته شد. در پایان، داده‌های ایزوتوپی توسط نرم‌افزار Isoplot پردازش و ترسیم شدند.

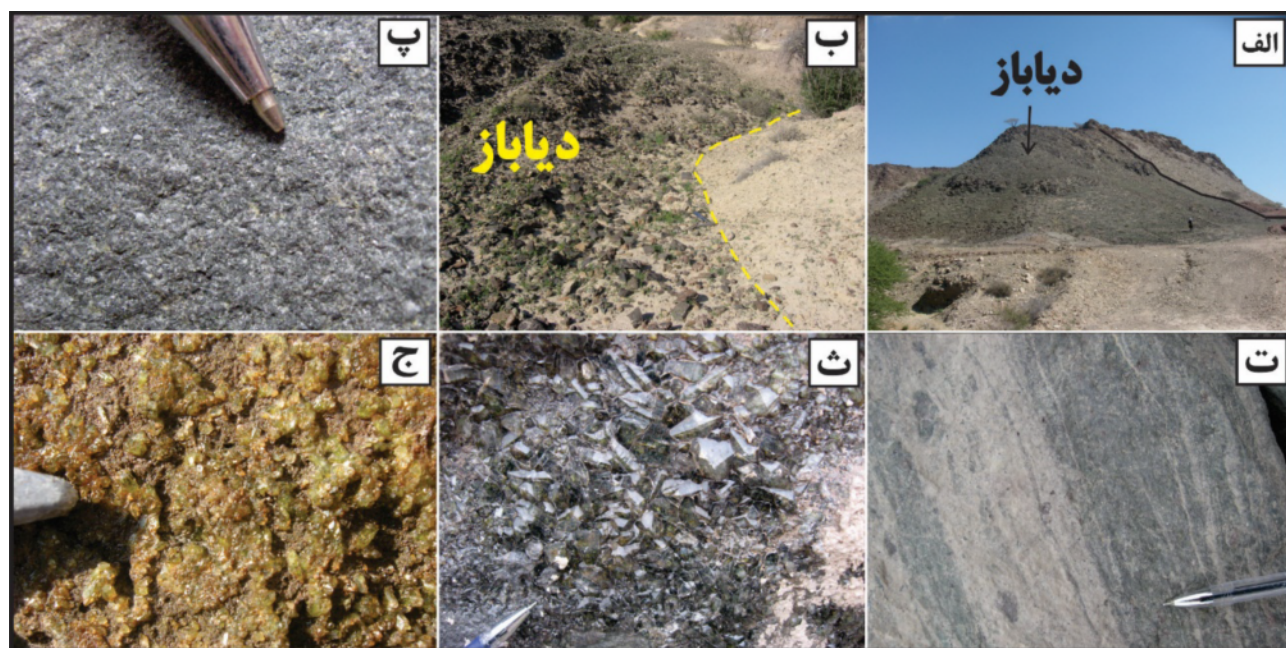
جایگاه و ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

منطقه‌ی مورد بررسی، در جنوب ایران (استان هرمزگان) قرار دارد که بخشی از سیستم آلپ-هیمالیا [۵] و جزء پهنه ساختاری زاگرس چین‌خورده محسوب می‌شود (شکل ۱ پ). در این استان، توالی‌های زیرساختی پرکامرین پسین ـ تریاس میانی دیده شده‌اند و ردیف‌های نمکی این مجموعه (سری نمکی هرمز) را می‌توان به صورت تعداد زیادی گنبد نمکی در شمال و غرب بندرعباس مشاهده کرد. سایر واحدهای سنگ-شناسی دیده شده در این استان عبارتند از ردیف‌های کربناتی ژوراسیک کرتاسه پسین، توالی‌های همزمان کوهزائی سنوزوئیک دریائی یا غیردریائی، کربنات‌های زیرساختی ائوسن و اولیگو ـ میوسن (سازندهای جهرم و آسماری)، سنگ‌های میوسن (گروه فارس) شامل انباشته‌های گچی سازند گچساران، مارن‌های دریایی سازند میشان و انباشته‌های آواری قرمز رنگ سازند آغاجاری و انباشته‌های کنگلومرائی سازند بختیاری هستند (شکل ۱ پ [۲۲]). واحدهای سنگ‌شناسی دیده شده در گنبدهای نمکی مورد بررسی شامل لای سنگ، مارن‌های قرمزرنگ، گچ و مارن سازند گچساران، کنگلومرای دوره حاضر، گچ و مارن‌های شیاردار، لایه‌های آهکی سنوزوئیک، آهک استروماتولیت‌دار، سنگ‌گچ با شکل انحلالی، نهشته‌های آذرآواری به شدت دگرسان یا دگرگون شده، سازند آسماری دارای نومولیت و جلبک، سنگ آهک یا ماسه سنگ، مارن تجزیه شده و دارای نمک فراوان، برش فروریزشی و سنگ‌های آذرین فلسی و مافیک هستند.

بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

توده‌های دیابازی مورد بررسی در منطقه به صورت دایک یا استوک نفوذ کرده‌اند (شکل ۲ الف) و مرز آنها با سنگ‌های پیرامون بیشتر تیز تا کمی تدریجی است (شکل ۲ ب). این سنگ‌ها در صحرا، رنگ سبز تیره تا سبز روشن دارند. در نمونه‌ی دستی، دانه‌ریز بوده و دربردارنده کانی‌های اولیه‌ی پلاژیوکلاز و پیروکسن و در بعضی مقاطع الیوین هستند. کانی‌های پیروکسن و الیوین، بیشتر به کانی‌های ثانویه‌ی آمفیبول، کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند (شکل ۲ پ). بافت-های حفره‌ای و نواری در این سنگ‌ها دیده شده‌اند (شکل ۲ ت). در اثر فرآیندهای ثانویه، بوفور کانی‌های اولیژیست، کوارتز منشوری (شکل ۲ ث) و اپیدوت (شکل ۲ ج) و کمتر کلسیت لوزی رخ با رخ‌های کاملاً مشخص، در سطح این سنگ‌های دیابازی تشکیل شده‌اند. آثاری از مس و منگنز نیز در منطقه دیده شده است.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]



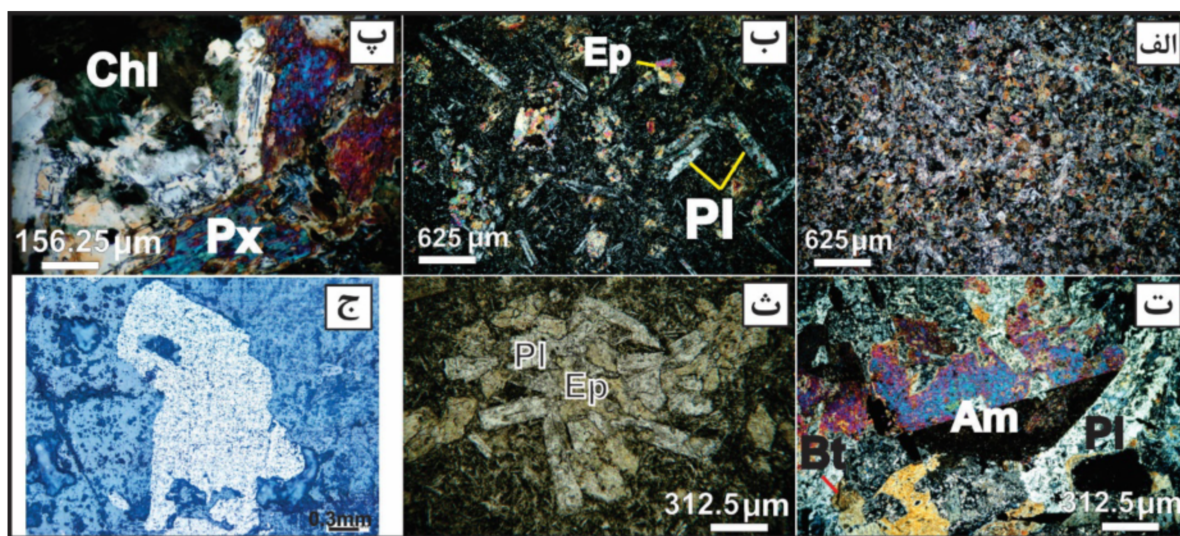
شکل ۲ تصاویری از سنگ‌های مافیک مورد بررسی و پدیده‌های در ارتباط با آنها در صحرا و در نمونه‌ی دستی. الف- توده‌های استوک مانند دیاباز. ب- دایک‌های دیابازی به طول ۱۰۰ متر نفوذ کرده در گنبدهای نمکی. پ- دیاباز دانه ریز در نمونه‌ی دستی. ت- بافت نواری دیاباز در نمونه‌ی دستی. ث- کوارتزهای کاملاً شکلدار لوزی رخ متبلور در سطح دیابازهای مورد بررسی. ج- اپیدوت که به وفور در سطح سنگ‌های دیابازی دیده می‌شود.

با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌های اصلی این سنگ‌های دیابازی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و کمتر الیوین (در انواع با بافت پورفیری) و کانی‌های فرعی آن، آپاتیت و اسفن هستند (شکل ۳ پ). این سنگ‌ها، دستخوش فرآیندهای گرمابی، دگرسانی و دگرگونی رخساره‌ی شیست سبز شده‌اند و در نتیجه، کانی‌های کوارتز، کلسیت، کانی‌های رسی، هورنبلند، اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، اکسید آهن، سرسیت، پالاگونیت، پمپلئیت، لوکوکسن، بیوتیت، زوئیسیت-کلینوزوئیسیت، آلبیت، الیگوکلاز، تورمالین خورشیدی، ادینگزیت و کانی‌های کدر به خرج کانی‌های اولیه‌ی سنگ، در آنها تشکیل شده‌اند (همه این کانی‌ها در یک مقطع وجود ندارند؛ شکل‌های ۳ ت و ث). این سنگ‌ها به انواع با بافت دانه ریز (شکل ۳ الف) و بافت دانه متوسط تقسیم می‌شوند و بافت کلی آنها، بافت بلاستوافیتی، بلاستوپورفیری (شکل ۳ ب) و بلاستوآمیگدالی است. انواع بافت‌های خال خال، گلومروپورفیری و جریانی (در ریزسنگ‌های زمینه‌ی سنگ‌ها با بافت پورفیری) نیز انواع بافت‌های ماگمایی اولیه‌ی سنگ هستند که در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شوند. در مقاطع صیقلی مورد بررسی، کانی‌های مگنتیت، هماتیت، پیریت، اکسیدهای آهن و کانی‌های سیلیکاته (باطله) با مقدار حجمی، به ترتیب ۳۳، ۱۶، ۲، ۲ و ۴۴ درصد شناسایی شده‌اند و انواع بافت‌های جانشینی (شکل ۳ ج)، مانند بافت جانشینی شبکه-ای، اسکلت مانند، دندانه‌ای و سوزنی، بافت خوردگی و ماتیتیزاسیون را نشان می‌دهند.

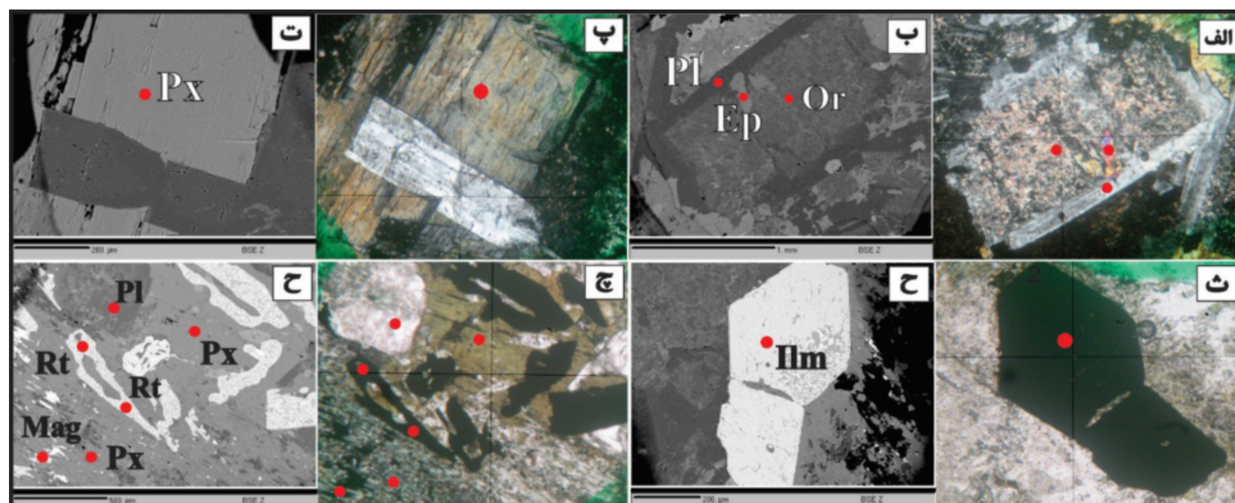
بحث و بررسی

بر اساس نتایج XRD سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، کانی-های کلریت (کلینوکلر)، کوارتز، الیگوکلاز، آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیریت، مگنتیت، میکا-ایلیت، کلسیت، پیروکسن، هماتیت، اپیدوت، آلبیت، ایلمنیت و گارنت هستند [۲۳] و بر اساس بررسی‌های ریزپردازشی کانی‌های قلیایی فلدسپات، اپیدوت، پلاژیوکلاز فلدسپات، پیروکسن، آپاتیت، ایلمنیت، مگنتیت، روتیل، کلریت، اسفن، آمفیبول و پرهنیت شناسایی شده‌اند (شکل ۴) [۲۳].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]



شکل ۳ تصاویر سنگ‌نگاری از سنگ‌های مافیک مورد بررسی. الف- بافت دانه‌ریز (xpl). ب- بافت پورفیری یا بلاستوپورفیری (xpl). پ- پیروکسن‌های نسبتاً سالم که در حال دگرسان شدن هستند در کنار کلریت‌های ثانویه (xpl). ت- آمفیبول‌ها کاملاً شکلدار و احتمالاً اولیه با ماکل دوتایی و در حال تجزیه شدن به همراه آمفیبول هورنبلند و پلاژیوکلاز کاملاً دگرسان شد. مرکز کاملاً به کانی‌های ثانوی از جمله اپیدوت و کانی‌های کدر و کناره به آلبیت تبدیل شده است (xpl). ث- بافت گلومروپورفیری دربردارنده کانی‌های پلاژیوکلاز اولیه و اپیدوت ثانویه (ppl). ج- کانی‌سازی هماتیت و اکسیدهای آهن به صورت پرشوندگی در اثر دگرسانی (PPL).

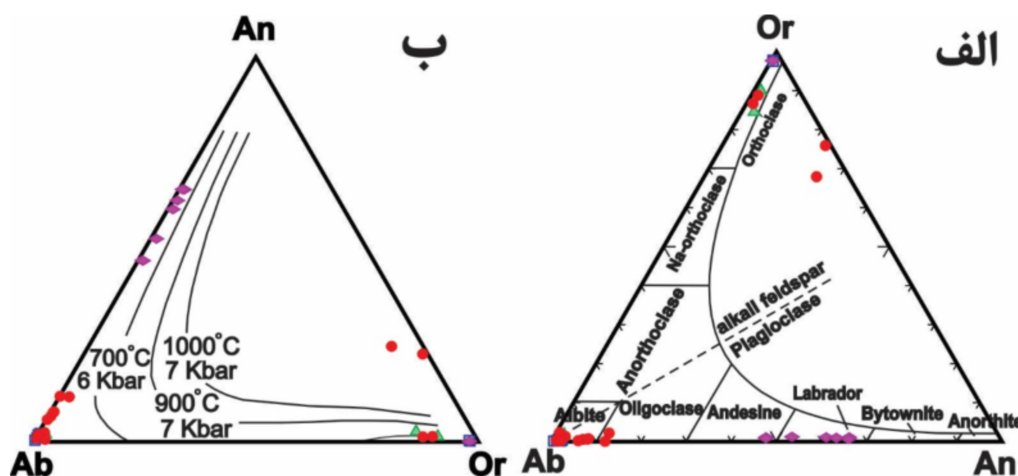


شکل ۴ تصاویر میکروسکوپ الکترونی به همراه تصاویر میکروسکوپی کانی‌های موجود در نمونه‌های دیابازی مورد بررسی از سازند هرمز واقع در جنوب ایران. الف،ب-پلاژیوکلاز با کناره سالم و مرکز تجزیه شده به کانی‌های ثانویه ی اپیدوت و ارتوز. پ،ت- پیروکسن سالم. ث،ج- ایلمنیت خودشکل. چ،ح- بافت پوست ماری شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن به همراه روتیل و مگنتیت. نقاط قرمز رنگ مکان‌های تجزیه شده را نشان می‌دهند. علائم به کار رفته عبارتند از Px: پیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Ep: اپیدوت، Or: ارتوکلاز، Mag: مگنتیت، Ilm: ایلمنیت و Rt: روتیل.

فلدسپات‌های قلیایی به صورت درشت بلورهای فرعی و فازهای بین دانه‌ای در سنگ‌های مورد بررسی رخ می‌دهند. پلاژیوکلاز فلدسپات‌ها بصورت درشت بلور و ریزدرشت بلور در این سنگ‌ها بسیار فراوان هستند. مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز فلدسپات‌ها، از An ۴۷ تا ۶۶ و مقدار آلبیت آنها از Ab ۴۶ تا ۹۹ متغیر است. براساس نمودار مثلثی Ab–An–Or (شکل ۵ الف) [۲۴]، نتایج ۲۲ تجزیه پلاژیوکلاز فلدسپات‌های موجود در دیابازهای سازند هرمز ترکیبات پراکنده‌ای بین لابرادوریت-آندزین و آلبیت-الیگوکلاز را نشان می‌دهند، اما بطور کلی آلبیت و لابرادوریت هستند (جدول ۱). مقادیر بالاتر آلبیت

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]

(>۹۸ درصد) در پلاژیوکلاز فلدسپات‌ها، می‌تواند نشان دهنده این باشد که این کانی‌ها دستخوش دگرسانی سدیم شده‌اند که احتمالاً مربوط به انحلال توده‌های بزرگ نمکی موجود در این دیابازهاست [۲۵]. فلدسپات‌های قلیایی در سنگ‌های دیابازی سازند هرمز معمول هستند و ترکیب آنها در گستره Or ۰٫۷تا ۱، Ab صفر تا ۰٫۱ و An صفر تا ۰٫۲ قرار دارد (جدول ۲) و بر اساس نمودار مثلثی Ab–An–Or (شکل ۵ الف) [۲۴]، بیشتر آنها ارتوکلاز و تعدادی آلبیت هستند. بر اساس نمودار An-Or-Ab (شکل ۵ ب) [۲۶]، پلاژیوکلاز فلدسپات‌های مورد بررسی سازند هرمز، در دمای کمتر از ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۶ کیلوبار متبلور شده‌اند. این دما نشان می‌دهد که این کانی‌ها ماگمایی نیستند و در شرایط ثانویه حاکم بر این سنگ‌ها دچار بازتبلور شده‌اند و این دما، دمای باز تبلور آنهاست. البته از شواهد سنگ‌نگاری، کاملاً مشخص است که این کانی در سنگ دیابازی اولیه، جزء کانی‌های ماگمایی بوده است اما ترکیب آن می‌توانست متفاوت باشد. ارتوکلازهای مورد بررسی، به دو گروه تفکیک می‌شوند: ۱) آنهایی که در دمای ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار ۶ کیلوبار؛ و یا ۲) در دمای بیشتر از ۱۰۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار بیشتر از ۷ کیلوبار متبلور شده‌اند که نشان دهنده‌ی دمای ماگمایی این کانی‌ها و ماگمایی بودن آنهاست. کانی‌های آلبیت در دمای کمتر از ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۶ کیلوبار متبلور شده‌اند که دمای باز تبلور آنها در شرایط ثانویه است.



شکل ۵ الف- نمودار طبقه‌بندی فلدسپات‌ها [۲۴]. ب- دماسنجی فلدسپات‌های موجود در دیابازهای مورد بررسی سازند هرمز بر اساس نمودار An-Or-Ab (P=6-7 kb) [۲۶]. علائم به کار رفته عبارتند از دایره: دیابازهای گنبد نمکی باوردان؛ لوزی: دیابازهای توده‌ی ۴ گنبد نمکی بند معلم؛ مثلث: دیابازهای توده‌ی ۱ گنبد نمکی بند معلم؛ مربع: دیابازهای نابرجای گنبد نمکی زندان.

جدول ۱ گزیده‌ای از نتایج تجزیه ریزپردازش کانی‌های پلاژیوکلاز فلدسپات موجود در دیابازهای مورد بررسی سازند هرمز.

نمونه	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Si	Al	Ca	Na	K	An	Ab	Or
PO-1-1	۶۷٫۵۶	۲۰٫۵۶	۰٫۴۲	۱۱٫۳	۰٫۳۳	۲٫۹۳۱	۱٫۰۵۱	۰٫۰۲	۰٫۹۵۲	۰٫۰۱۸	۲٫۰۲	۹۶٫۱۶	۱٫۸۲
P3-L-2-2	۶۷٫۲۱	۲۱٫۱۷	۰٫۴۸	۱۱٫۳	۰٫۰۷	۲٫۹۲۳	۱٫۰۸۵	۰٫۰۲۲	۰٫۹۵	۰٫۰۰۴	۲٫۲۵	۹۷٫۳۴	۰٫۴۱
PO-4-2	۵۶٫۱۲	۲۸٫۸۳	۱۰٫۱۳	۴٫۸۸	۰٫۲۱	۲٫۵۲۳	۱٫۵۲۷	۰٫۴۸۸	۰٫۴۲۵	۰٫۰۱۲	۵۲٫۷۶	۴۵٫۹۵	۱٫۳
C2-3-4	۶۷٫۶۹	۲۰٫۳۳	۰٫۲۱	۱۱٫۲۲	۰٫۰۵	۲٫۹۷۶	۱٫۰۵۳	۰٫۰۱	۰٫۹۵۶	۰٫۰۰۳	۱٫۰۳۲	۹۸٫۶۶	۰٫۳۱

جدول ۲ گزیده‌ای از نتایج تجزیه ریزپردازش کانی‌های قلیایی فلدسپات موجود در دیابازهای مورد بررسی.

نمونه	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Si	Al	Na	K	An	Ab	Or
PO-1-1	۵۲٫۳۶	۲۹٫۶۴	۰٫۲۳	۰٫۷۲	۱۱٫۷۲	۲٫۳۸۸	۱٫۵۹۳	۰٫۰۶۴	۰٫۶۸۲	۰٫۰۱۴	۰٫۰۸۴	۰٫۹۰
P3-L-2-2	۶۵٫۲۵	۲۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۱۹	۱۵٫۲	۲٫۹۹۸	۱٫۰۸۸	۰٫۰۱۷	۰٫۸۹۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۹	۰٫۹۸
PO-4-2	۶۴٫۲۷	۲۰٫۶۵	۰٫۰۴	۰٫۲	۱۵٫۱۲	۹٫۹۶۲	۱٫۱۲۲	۰٫۰۱۸	۰٫۸۸۹	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲	۰٫۹۷۸
C2-3-4	۶۶٫۱۲	۱۸٫۲۶	۰٫۱۳	۰	۱۵٫۴۹	۳٫۰۵۱	۰٫۹۹۳	۰	۰٫۹۱۲	۰٫۰۰۶	۰	۰٫۹۹۴

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]

تجزیه ریزپردازش ۲۱ کلینوپیروکسن موجود در دیابازهای سازند هرمز نشان داد که ترکیب شیمیایی آنها از En ۳۳٫۸ تا ۵۸٫۹، Fs ۶٫۳ تا ۳۹٫۴ و Wo ۲۲٫۷ تا ۴۵٫۸ متغیر است (جدول ۳). با توجه به نمودار Wo–En–Fs (شکل ۶ الف) [۲۷]، این کانی‌ها اوژیت و دیوپسید بوده که دارای Mg# ۴۶٫۲ تا ۶۱٫۷ برای اوژیت و ۸۰٫۴ تا ۸۸٫۴ برای دیوپسید هستند. مقدار TiO_2 در کلینوپیروکسن‌ها، از صفر تا ۱٫۸ درصد وزنی است که با مقدار Al_2O_3 از ۰٫۰۴ تا ۶٫۸۷ همخوانی دارد (جدول ۳). با توجه به نمودار Wo–En–Fs (شکل ۶ ب) [۲۸]، گستره دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، برای کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بدست آمده که نشان دهنده‌ی ماگمایی بودن این کانی‌هاست.

مقادیر Ti و Al در پیروکسن‌های قلیایی، بالاتر از پیروکسن‌های تولئیتی هستند [۲۵]. این پیروکسن‌ها در نمودار SiO_2 در مقابل Al_2O_3 (شکل ۷ الف) [۲۹]، بیشتر در گستره پیروکسن‌های نیمه قلیایی و تعدادی در گستره قلیایی قرار می‌گیرند و با افزایش SiO_2، Al_2O_3 کاهش می‌یابد که این امر، احتمالاً زمانی رخ داده است که مقدار Al_2O_3 هم‌آرایی‌های چاروجهی را طی جدایش ماگمای تولئیتی تولید کرده است [۲۵]. در نمودار F1–F2 (شکل ۷ ب) [۳۰]، پیروکسن‌های مورد بررسی، بیشتر در گستره بازالت‌های تولئیتی درون صفحه‌ای یا بازالت‌های کف اقیانوسی قرار می‌گیرند. هنگامی که گدازه مادر اکسید شده باشد، مقدار Fe^{2+} کاهش و مقدار Fe^{3+} افزایش می‌یابد [۳۱]، در نتیجه، در نمودار FeO_{total} در پلاژیوکلاز فلدسپات نسبت به FeO_{total} در کلینوپیروکسن (شکل ۷ پ) [۳۱]، FeO کل در کلینوپیروکسن کاهش و در پلاژیوکلاز فلدسپات افزایش می‌یابد که نشان دهنده‌ی اکسید شدن گدازه مادر این کانی‌هاست.

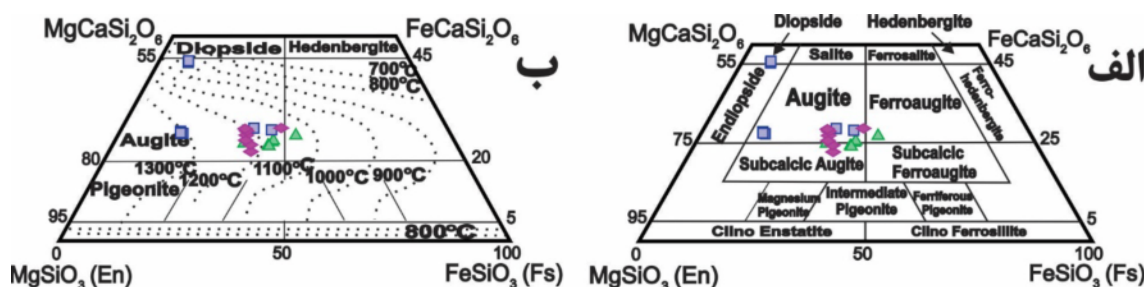
بر اساس شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری، سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، دستخوش دگرسانی و دگرگونی شده‌اند. سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، دچار فرآیندهای دگرسانی از جمله اپیدوتی‌شدن، زوئیسیتی‌شدن، کلریتی‌شدن، اورالیتی‌شدن، آلبیتی‌شدن و کربناتی‌شدن شده‌اند که می‌تواند در اثر فرآیندهای دگرنهادی نفوذی [۵]، فعالیت آب دریا یا شوراب‌های داغ در حال چرخش در این گنبدهای نمکی [۲۵] و دگرسانی گرمابی [۲۵،۵] توسط سیال‌های گرمابی با خاستگاه رسوبی [۲۵]، طی تشکیل این توده‌ها باشد. پورکاسب و همکاران [۱۹]، دگرسانی اپیدوتی‌شدن و کلریتی‌شدن را از دگرسانی‌های عمده‌ی سنگ‌های آذرین و اکسیدهای آهن در گنبدهای نمکی جهانی (فیروزآباد) دانسته‌اند. از آنجاکه کانی‌های ثانویه، مانند کوارتز، کلسیت، الیژیست و مس خالص در سطح سنگ‌های مورد بررسی بوفور تشکیل شده‌اند، حضور و فعالیت سیال یا سیال‌های مسئول تشکیل این عناصر را ثابت می‌کند. البته دو نظریه برای چنین کانی‌زایی‌هایی وجود دارد: ۱) حضور و فعالیت سیال‌های گرمابی یا ۲) دگرگونی هم‌شیمی سنگ‌های دیابازی که باعث تغییر کانی‌ها شده است. تشکیل کانی‌های دگرسانی دما-پایین، مانند کلریت، کوارتز، کلسیت و اپیدوت، در سطح سنگ‌های دیابازی منطقه (شکل ۲) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دستخوش یک مرحله‌ی دگرسانی دما-پایین شده‌اند.

بر اساس شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری، سنگ‌های دیابازی مورد بررسی دچار دگرگونی گرمابی در حد رخساره‌ی شیست سبز شده‌اند. بیشتر تغییرات کانی‌شناسی در دگرگونی گرمایی سنگ‌های آذرین، پسرونده بوده و اغلب شامل جایگزینی کانی‌های سیلیکاته‌ی بدون آب توسط کانی‌های سیلیکاته‌ی آبدار هستند [۳۲]. حضور کانی‌های کلریت، آلبیت و کوارتز نشان دهنده‌ی دگرگونی در حد رخساره‌ی شیست سبز و وجود مجموعه‌ی شاخص آمفیبول و اپیدوت در سنگ‌های دیابازی مورد بررسی نشان دهنده‌ی انتقال از رخساره‌ی شیست سبز به آمفیبولیت این سنگ‌هاست [۳۳]. با این وجود، فراوانی قابل ملاحظه‌ی مودال کانی‌های سبز، مانند کلریت، اکتینولیت، اپیدوت در سنگ‌های مورد بررسی که علت رنگ سبز آنهاست، به همراه آلبیت ± کوارتز، نشان دهنده‌ی دگرگونی آنها بیشتر در رخساره‌ی شیست سبز است [۳۳]. از آنجاکه کلسیت در سنگ‌های دیابازی مورد بررسی نسبتاً فراوان است، می‌توان نتیجه گرفت که سیال‌های آبدار غنی از CO_2 نقش قابل توجهی در دگرگونی این سنگ‌ها داشته‌اند و برهم‌کنش سنگ-سیال نیز به طور طبیعی باعث باز توزیع گسترده‌ی عناصر شیمیایی می‌شود [۳۳].

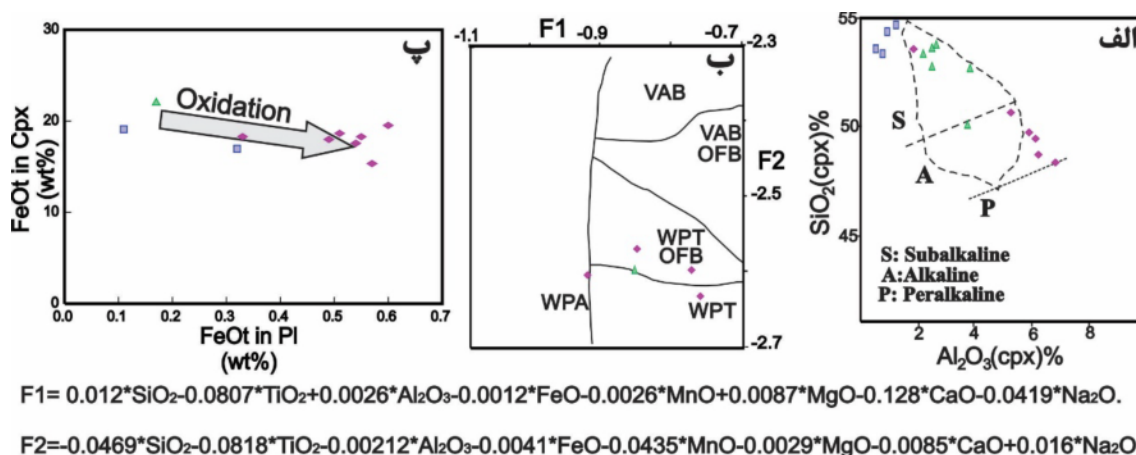
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]

جدول ۳ گزیده‌ای از نتایج تجزیه ریزپردازش کانی‌های پیروکسن موجود در دیابازهای مورد بررسی.

نمونه	SiO_2	FeO	MgO	CaO	Si	Di	Wo	En	Fs	Mg#
PO-1-1	۵۲/۵۶	۱۹/۶۹	۱۲/۵۵	۱۰/۹۴	۲/۰۲۹	۵۳/۱۷	۲۵/۰۱	۳۹/۸۷	۳۵/۱۲	۵۳/۱۷
P3-L-2	۵۷/۲۹	۸/۸۲	۲۰/۲۹	۱۳/۱۹	۲/۰۸۳	۸۰/۴۱	۲۷/۳۱	۵۸/۴۵	۱۴/۲۴	۸۰/۴۱
P3-L-2-2	۵۴/۶۷	۱۶/۹۷	۱۳/۷۲	۱۲/۹۹	۲/۰۸	۵۹/۰۳	۲۸/۶۴	۴۲/۱۲	۲۹/۲۴	۵۹/۰۳
PO-4-2	۴۷/۸۶	۱۸	۱۲/۳۱	۱۰/۲۹	۱/۸۱	۶۱/۰۹	۲۶/۸۵	۴۴/۶۹	۲۸/۴۶	۶۱/۰۹



شکل ۶ الف- تغییرات ترکیبی کلینوپیروکسن‌های موجود در دیابازهای گنبدهای نمکی مورد بررسی که بر نمودار مثلثی Wo–En–Fs پیروکسن رسم شده‌اند [۲۷]. Fs: فروسیلیت، Wo: ولاستونیت، En: انستاتیت. ب- نمونه‌ی تصویری از روابط پیروکسن‌ها در چهارضلعی Di–En–Hd–Fs که مجموعه‌های پیروکسن استفاده شده برای زمین‌دماسنجی نشان می‌دهد [۲۸]. علائم به کار رفته مشابه شکل ۵ هستند.



شکل ۷ الف- نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 برای کلینوپیروکسن‌های موجود در دیابازهای سازند هرمز مورد بررسی [۲۹]. ب- نمودار F1–F2 [۳۰] برای کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی. VAB: بازالت‌های قوس آتشفشانی؛ OFB: بازالت‌های کف اقیانوسی؛ WPT: بازالت‌های تولئیتی درون صفحه‌ای؛ WPA: بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای. پ- نمودار FeO_{total} در پلاژیوکلاز نسبت به FeO_{total} در کلینوپیروکسن [۳۱] موجود در سنگ‌های دیابازی مورد بررسی. Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز. علائم به کار رفته مشابه شکل ۵ هستند.

با توجه به بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، نتایج XRD، شیمی کانی‌های ماگمایی اولیه، کانی‌های حاصل از فرآیندهای ثانویه‌ی دگرسانی و گرمابی به همراه دگرگونی موجود در سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، همبرزایی‌های احتمالی موجود در این سنگ‌ها در شکل ۸ نشان داده شده‌اند. در این شکل، کانی‌های پلاژیوکلاز فلدسپات، پیروکسن، الیوین، فلدسپات قلیایی، آپاتیت، روتیل، مگنتیت و پیریت جزء کانی‌های ماگمایی و اولیه‌ی سنگ محسوب می‌شوند و سایر کانی‌ها پیامد تجزیه و تبدیل کانی‌های اولیه در اثر واکنش با سیال‌های گرمابی و دگرسانی و دگرگونی گرمایی در رخساره‌ی شیست سبز تا اوایل رخساره‌ی آمفیبولیت بوجود آمده‌اند (شکل ۸).

کانی ها	ماگمایی	دگرسانی و هیدروترمال	دگرگونی رخساره شیست سبز	دگرگونی رخساره اپیدوت-آمفیبولیت	دگرگونی رخساره آمفیبولیت
لابرادوریت	▬				▬
دیوپسید	▬				
اوژیت	▬				
الیوین	▬				
آلبیت			▬	▬	
الیگوکلاز					▬
ارتوکلاز	▬	▬			
اکتینولیت			▬		
هورنبلند				▬	▬
اپیدوت		- - -	▬	▬	
زوئیسیت و کلینوزوئیسیت		- - -	▬	▬	
ریپیدولیت			▬		
کلینوکلر			▬		
گارنت				▬	
کلسیت		- - -	▬		
کوارتز		- - -	▬	▬	▬
مگنتیت	▬	- - -			
هماتیت		- - -	▬	▬	
پیریت	▬	- - -			
ایلمنیت				▬	▬
تیتانیت		- - -		▬	▬
بیوتیت			▬	▬	▬
آپاتیت	▬	- - -			
روتیل	▬				
تورمالین			▬	▬	▬
پرهنیت		▬			
کانیهای رسی		▬			

شکل ۸ همبرزایی‌های احتمالی کانی‌های موجود در سنگ‌های دیابازی مورد بررسی در سازند هرمز که دستخوش فرآیندهای ثانویه (دگرسانی و گرمابی) و دگرگونی گرمایی شده‌اند.

با توجه به تصاویر نورافشانی کاتدی، زیرکن‌های تجزیه شده‌ی گنبد نمکی بند معلم به صورت خودشکل تا نیمه شکلدار دیده می‌شوند، ناحیه‌بندی در آنها بسیار رایج است و طول آنها ۸۸ تا ۲۹۶ میکرومتر است. زیرکن‌های تجزیه شده‌ی گنبد نمکی چمپه به صورت خودشکل تا بی‌شکل دیده می‌شوند، ناحیه‌بندی در آنها نسبت به نمونه‌ی بند معلم کمتر است و طول آنها ۴۷ تا ۴۹۵ میکرومتر است. نسبت Th/U در نمونه‌های زیرکن مورد بررسی، در هر دو نمونه بالاست (۰٫۱۶ تا ۳٫۳ برای نمونه‌ی مورد بررسی گنبد نمکی بند معلم و ۰٫۴ تا ۳٫۳ برای نمونه‌ی گنبد نمکی چمپه؛ جدول‌های ۴ و ۵) که به همراه ناحیه‌بندی در آنها نشان دهنده‌ی خاستگاه ماگمایی بیشتر این زیرکن‌هاست [۳۴،۴]. با توجه به نمودارهای $^{206}Pb/^{238}U$ نسبت به $^{207}Pb/^{235}U$ و میانگین وزنی (شکل ۹)، از مجموعه‌ی ۱۶ دانه زیرکن مورد بررسی گنبد نمکی بند معلم (جدول ۴)، و ۲۰ دانه زیرکن گنبد نمکی چمپه (جدول ۵)، به ترتیب سن‌های ۶٫۴ ± ۵۳۹٫۴ میلیون سال پیش (شکل ۹ الف و ب) سن ۶٫۱ ± ۵۴۳٫۵ میلیون سال پیش (شکل‌های ۹ پ و ت) بدست آمد.

بررسی‌های فرامرزی و همکاران [۴] بر زیرکن‌های موجود در ریولیت‌های جزیره‌ی هرمز نشان داد که پی‌سنگ ماگمایی در این منطقه، در نئوپروتروزوئیک تا کامبرین پیشین سخت و محکم شده است. سن‌های بدست آمده برای زیرکن‌های موجود در سنگ‌های دیابازی مورد بررسی نشان دهنده‌ی سن تبلور، تشکیل و نفوذ این سنگ‌ها، در کامبرین پیشین هستند. در نتیجه، این توده‌های نفوذی می‌توانستند همزمان و/یا پس از شروع کافت‌شدگی نئوپروتروزوئیک تا کامبرین پیشین بخش

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]

شمالی صفحه‌ی عربستان و رسوب‌گذاری سازند هرمز در حوضه‌ی خلیج فارس تشکیل شده باشند. دو نمونه از زیرکن‌های گنبد نمکی بند معلم (PO-1-23 و PO-1-30) و یک نمونه از زیرکن‌های گنبد نمکی چمپه (CH-3-45)، به ترتیب، سن‌های ۰٫۷۸± ۳۹٫۶۱ و ۲۲~ میلیون سال پیش را نشان می‌دهند (جدول‌های ۴، ۵ و شکل ۹) که می‌توانند زیرکن‌هایی باشند که زمان پالئوژن-نئوژن در این سنگ‌ها به دام افتاده‌اند.

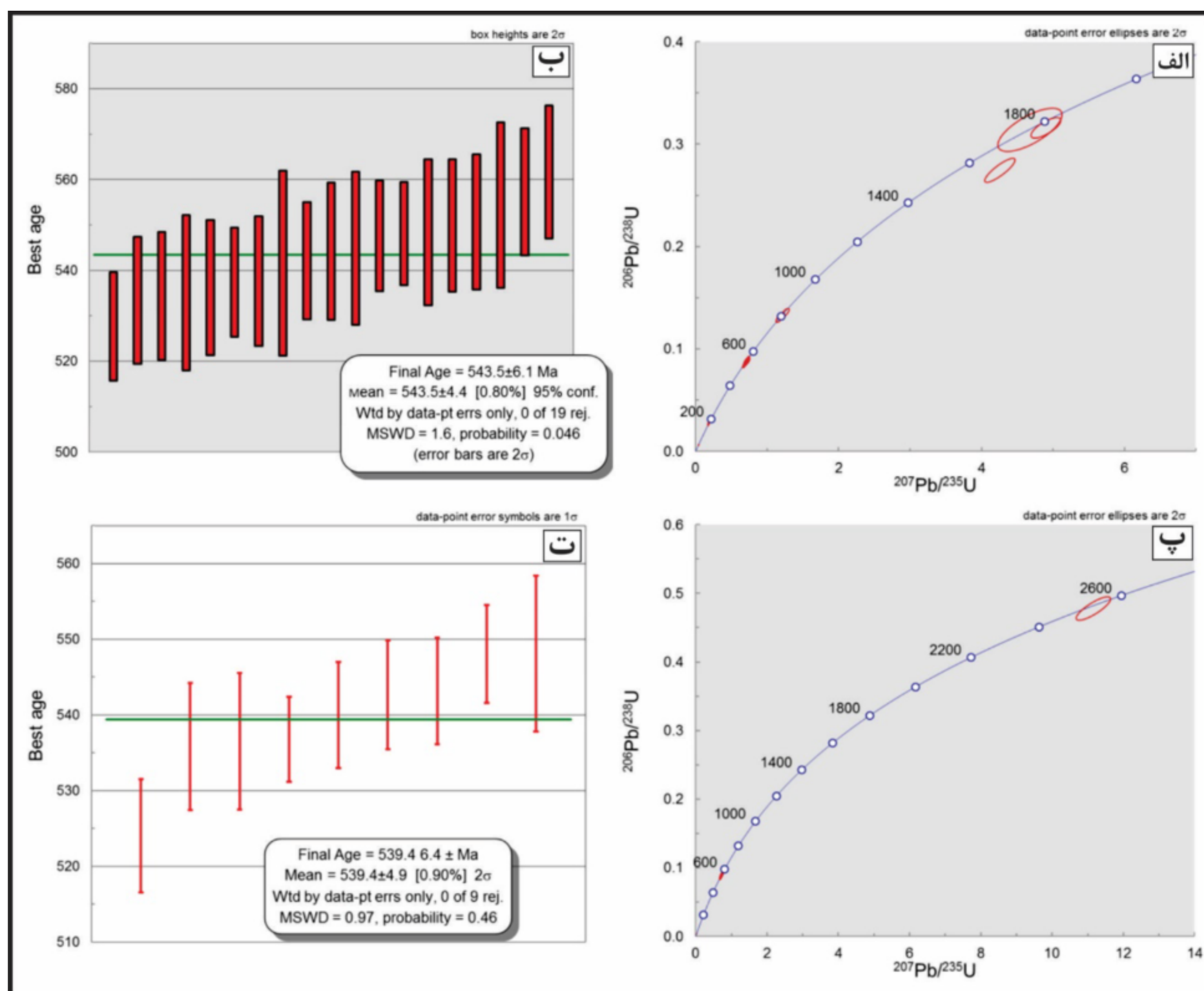
جدول ۴ نتایج سن‌سنجی نمونه ی دیابازی گنبد نمکی بند معلم به روش U-Pb.

آنالیزها	Th/U	نسبت‌های ایزوتوپی					سن مشخص (Ma)				بهترین سن (Ma)
		Pb۲۰۷*/U۲۳۵*	± (%)	Pb۲۰۶*/U۲۳۸*	± (%)	خطا تصحیح	Pb۲۰۶*/U۲۳۸*	± (Ma)	Pb۲۰۷*/U۲۳۵	± (Ma)	
PO-1-31	۰٫۱۶۱۲۹	۰٫۱۷۶۹	۱٫۸	۰٫۰۲۵۹	۱٫۴	۰٫۸	۱۶۵	۲٫۳	۱۶۵٫۴	۲٫۷	۱۶۵
PO-1-18 r	۰٫۳۱۲۵	۰٫۱۸۰۲	۲٫۴	۰٫۰۲۷۲	۱٫۵	۰٫۶۳	۱۷۳	۲٫۶	۱۶۸٫۳	۳٫۷	۱۷۳
PO-1-12	۰٫۹۰۹۰۹	۰٫۶۸۶۹	۱٫۸	۰٫۰۸۴۷	۱٫۵	۰٫۸۱	۵۲۴	۷٫۵	۵۳۰٫۹	۷٫۵	۵۲۴
PO-1-17	۲٫۵	۰٫۷۰۵۲	۲	۰٫۰۸۶۷	۱٫۶	۰٫۸	۵۳۵٫۸	۸٫۴	۵۴۱٫۹	۸٫۶	۵۳۵٫۸
PO-1-29	۲	۰٫۶۹۷۷	۱٫۹	۰٫۰۸۶۸	۱٫۷	۰٫۹	۵۳۶٫۵	۹	۵۳۷٫۴	۸٫۱	۵۳۶٫۵
PO-1-16	۱٫۴۲۸۵۷	۰٫۷۰۱۲	۱٫۶	۰٫۰۸۶۸	۱٫۱	۰٫۶۹	۵۳۶٫۷	۵٫۶	۵۳۹٫۵	۶٫۶	۵۳۶٫۷
PO-1-33	۱٫۶۶۶۶۷	۰٫۷۱۱۹	۱٫۷	۰٫۰۸۷۴	۱٫۴	۰٫۷۸	۵۴۰	۷	۹،۵۴۵	۷٫۳	۵۴۰
PO-1-24	۳٫۳۳۳۳۳	۰٫۷۲۶	۱٫۸	۰٫۰۸۷۸	۱٫۴	۰٫۷۹	۵۴۲٫۶	۷٫۲	۵۵۴٫۲	۷٫۵	۵۴۲٫۶
PO-1-14	۰٫۴۲۸۵۷	۰٫۷۰۴۳	۱٫۷	۰٫۰۸۷۹	۱٫۴	۰٫۷۸	۵۴۳٫۱	۷٫۱	۵۴۱٫۴	۷٫۳	۵۴۳٫۱
PO-1-5	۲	۰٫۷۱۳۲	۱٫۶	۰٫۰۸۸۷	۱٫۲	۰٫۷۷	۵۴۸٫۱	۶٫۵	۵۴۶٫۷	۶٫۸	۵۴۸٫۱
PO-1-7	۱٫۱۱۱۱۱	۰٫۷۱۶۱	۲٫۲	۰٫۰۸۸۷	۲	۰٫۸۸	۵۴۸٫۱	۱۰٫۳	۵۴۸٫۳	۹٫۴	۵۴۸٫۱
PO-1-10	۰٫۵۸۸۲۴	۱٫۱۸۱۳	۱٫۹	۰٫۱۳۰۸	۱٫۵	۰٫۷۸	۷۹۲٫۳	۱۱٫۳	۷۹۱٫۹	۱۰٫۷	۷۹۲٫۳
PO-1-32	۰٫۷۶۹۲۳	۱٫۲۵۴۵	۱٫۷	۰٫۱۳۵۴	۱٫۳	۰٫۷۲	۸۱۸٫۸	۹٫۷	۸۲۵٫۴	۹٫۸	۸۱۸٫۸
PO-1-20	۰٫۴۷۶۱۹	۴٫۶۷۶۷	۳٫۹	۰٫۳۱۴۱	۲٫۷	۰٫۷	۱۷۶۰٫۷	۴۲٫۳	۱۷۶۳٫۱	۳۲٫۸	۱۷۶۶٫۷
PO-1-13	۰٫۱۲۹۸۷	۴٫۲۵۶۳	۲	۰٫۲۷۴۵	۱٫۷	۰٫۸۶	۱۵۶۳٫۷	۲۴٫۲	۱۶۸۵	۱۶٫۸	۱۸۴۰٫۱
PO-1-22	۰٫۴۵۴۵۵	۴٫۹۰۰۵	۱٫۷	۰٫۳۱۶۱	۱٫۳	۰٫۷۴	۱۷۷۰٫۴	۲۰	۱۸۰۲٫۳	۱۴٫۷	۱۸۴۰٫۲
PO-1-30	۰٫۹۰۹۰۹	۰٫۰۴۰۵	۲٫۹	۰٫۰۰۶۱	۱٫۷	۰٫۵۷	۳۹٫۵	۰٫۷	۴۰٫۳	۱٫۲	۳۹٫۵
PO-1-23	۰٫۹۰۹۰۹	۰٫۰۳۹۵	۲٫۸	۰٫۰۰۶۲	۱٫۱	۰٫۳۷	۳۹٫۷	۰٫۴	۳۹٫۴	۱٫۱	۳۹٫۷

جدول ۵ نتایج سن‌سنجی نمونه‌ی دیابازی گنبد نمکی چمپه به روش U-Pb.

آنالیزها	Th/U	نسبت‌های ایزوتوپی					سن مشخص(Ma)				بهترین سن (Ma)
		۲۰۷Pb*/۲۳۵U*	± (%)	۲۰۶Pb*/۲۳۸U	± (%)	خطا تصحیح	۲۰۶Pb*/۲۳۸U*	± (Ma)	۲۰۷Pb*/۲۳۵U	± (Ma)	
CH-3-51	۱٫۶۶۶۶۷	۰٫۶۹۱۲	۱٫۶	۰٫۰۸۵۳	۱٫۲	۰٫۷۵	۵۲۷٫۸	۶	۵۳۳٫۵	۶٫۵	۵۲۷٫۸
CH-3-48	۲	۰٫۷۰۰۹	۱٫۷	۰٫۰۸۶۳	۱٫۴	۰٫۸۲	۵۳۳٫۵	۷	۵۳۹٫۳	۶٫۹	۵۳۳٫۵
CH-3-57 r	۳٫۳۳۳۳۳	۰٫۶۹۶۴	۱٫۷	۰٫۰۸۶۴	۱٫۴	۰٫۸۰	۵۳۴٫۵	۷	۵۳۶٫۶	۷٫۲	۵۳۴٫۵
CH-3-43	۱٫۶۶۶۶۷	۰٫۶۹۹۲	۱٫۹	۰٫۰۸۶۶	۱٫۷	۰٫۸۶	۵۳۵٫۲	۸٫۵	۵۳۸٫۳	۸٫۱	۵۳۵٫۲
CH-3-56 c	۲٫۵	۰٫۶۹۷۹	۱٫۸	۰٫۰۸۶۸	۱٫۴	۰٫۷۹	۵۳۶٫۳	۷٫۴	۵۳۷٫۵	۷٫۶	۵۳۶٫۳
CH-3-40	۱٫۶۶۶۶۷	۰٫۶۹۹۱	۱٫۵	۰٫۰۸۷۰	۱٫۲	۰٫۸۰	۵۳۷٫۵	۶	۵۳۸٫۲	۶٫۱	۵۳۷٫۵
CH-3-55 r	۱٫۶۶۶۶۷	۰٫۷۰۱۵	۱٫۸	۰٫۰۸۷۰	۱٫۴	۰٫۷۷	۵۳۷٫۷	۷٫۱	۵۳۹٫۷	۷٫۵	۵۳۷٫۷
CH-3-49	۳٫۳۳۳۳۳	۰٫۷۰۷۹	۲٫۳	۰٫۰۸۷۷	۲	۰٫۸۷	۵۴۱٫۷	۱۰٫۲	۵۴۳٫۵	۹٫۵	۵۴۱٫۷
CH-3-44	۱٫۴۲۸۵۷	۰٫۷۰۹۶	۱٫۷	۰٫۰۸۷۸	۱٫۲	۰٫۷۵	۵۴۲٫۲	۶٫۵	۵۴۴٫۵	۷	۵۴۲٫۲
CH-3-60	۲٫۵	۰٫۷۱۰۳	۱٫۸	۰٫۰۸۸۱	۱٫۵	۰٫۸۳	۵۴۴٫۳	۷٫۶	۵۴۴٫۹	۷٫۴	۵۴۴٫۳
CH-3-37 r	۱٫۶۶۶۶۷	۰٫۷۲۰۳	۱٫۹	۰٫۰۸۸۲	۱٫۶	۰٫۸۴	۵۴۵	۸٫۴	۵۵۰٫۹	۸٫۲	۵۴۵
CH-3-53	۲	۰٫۷۱۶۷	۱٫۷	۰٫۰۸۸۷	۱٫۲	۰٫۶۹	۵۴۷٫۷	۶٫۱	۵۴۸٫۷	۷	۵۴۷٫۷
CH-3-39	۱	۰٫۷۱۴۰	۱٫۶	۰٫۰۸۸۸	۱٫۱	۰٫۶۷	۵۴۸٫۲	۵٫۷	۵۴۷٫۱	۶٫۷	۵۴۸٫۲
CH-3-52	۱٫۲۵	۰٫۷۱۷۴	۲	۰٫۰۸۸۸	۱٫۵	۰٫۷۵	۵۴۸٫۵	۸٫۱	۵۴۹٫۱	۸٫۶	۵۴۸٫۵
CH-3-50 r	۱٫۱۱۱۱۱	۰٫۷۱۷۲	۱٫۹	۰٫۰۸۹۱	۱٫۴	۰٫۷۳	۵۵۰	۷٫۳	۵۴۹	۸٫۱	۵۵۰
CH-3-41	۱٫۶۶۶۶۷	۰٫۷۲۰۵	۱٫۷	۰٫۰۸۹۲	۱٫۴	۰٫۸۴	۵۵۰٫۸	۷٫۴	۵۵۱	۷٫۱	۵۵۰٫۸
CH-3-58	۰٫۷۱۴۲۹	۰٫۷۲۲۰	۲٫۳	۰٫۰۸۹۸	۱٫۷	۰٫۷۴	۵۵۴٫۵	۹٫۱	۵۵۱٫۹	۹٫۹	۵۵۴٫۵
CH-3-36 c	۲٫۵	۰٫۷۴۰۰	۱٫۷	۰٫۰۹۰۳	۱٫۳	۰٫۷۸	۵۵۷٫۴	۷	۵۶۲٫۴	۷٫۳	۵۵۷٫۴
CH-3-46	۱٫۴۲۸۵۷	۰٫۷۳۶۷	۱٫۹	۰٫۰۹۱۰	۱٫۴	۰٫۷۲	۵۶۱٫۷	۷٫۳	۵۶۰٫۵	۸٫۱	۵۶۱٫۷
CH-3-42	۰٫۴۱۶۶۷	۱۱٫۱۵۸۷	۱٫۸	۰٫۴۷۷۹	۱٫۵	۰٫۸۳	۲۵۱۸٫۱	۳۰٫۴	۲۵۳۶٫۵	۱۶٫۵	۲۵۵۱٫۹
CH-3-45	۰٫۷۱۴۲۹	۰٫۰۱۹۰	۴٫۳	۰٫۰۰۳۴	۱٫۸	۰٫۴۲	۲۲٫۱	۰٫۴	۱۹٫۱	۰٫۸	۲۲٫۱

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]



شکل ۹ نتایج تعیین سن سنگ‌های دیابازی مورد بررسی سازند هرمز به روش اورانیوم - سرب. الف- نمودار $^{206}Pb/^{238}U$ نسبت به $^{207}Pb/^{235}U$ برای نمونه ی دیابازی گنبد نمکی بند معلم. ب- نمودار میانگین وزنی برای سن‌های بدست آمده از نمونه ی دیابازی گنبد نمکی بند معلم. پ- نمودار $^{206}Pb/^{238}U$ نسبت به $^{207}Pb/^{235}U$ برای نمونه‌ی دیابازی گنبد نمکی چمپه. ت- نمودار میانگین وزنی برای سن‌های بدست آمده از نمونه‌ی دیابازی گنبد نمکی چمپه.

برداشت

با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری و تجزیه‌های XRD و ریزپردازش، کانی‌های اصلی سنگ‌های دیابازی مورد بررسی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و کمتر الیوین بوده که اغلب به کانی‌های ثانویه، شامل اپیدوت، هورنبلند، اکتینولیت، پتاسیم فلدسپات، آلبیت، کلریت، کوارتز، کلسیت، اکسید آهن، کانی-های رسی، گارنت، پالاگونیت، پمپلئیت، لوکوکسن، تیتانیت، پرهنیت، بیوتیت، زوئیسیت-کلینوزوئیسیت، هماتیت، ایلمنیت و ادینگزیت تبدیل شده‌اند. تجزیه فلدسپات‌های موجود در دیابازهای سازند هرمز، ترکیبات کلی لابرادوریت، آلبیت و ارتوکلاز را نشان می‌دهد. لابرادوریت و آلبیت در دمای کمتر از ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۶ کیلوبار متبلور شده-اند که نشان می‌دهد که این کانی‌ها ماگمایی نیستند و این دما، دمای بازتبلور آنهاست. ارتوکلازها به دو گروه تفکیک می‌شوند: آنهایی که ۱) در دمای ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار ۶ کیلوبار و ۲) در دمای بیش از ۱۰۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار بیشتر از ۷ کیلوبار متبلور شده‌اند. این دماها، نشان دهنده‌ی ماگمایی بودن این کانی‌هاست. کلینوپیروکسن‌های موجود در

دیابازهای سازند هرمز، اوژیت و دیوپسید هستند و یک گستره دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد برای این کانی‌ها بدست آمده است که نشان دهنده‌ی ماگمایی بودن این کانی‌هاست. این پیروکسن‌ها، بیشتر نیمه قلیایی و تعدادی قلیایی هستند و در گستره بازالت‌های تولئیتی درون صفحه‌ای یا بازالت‌های کف اقیانوسی قرار می‌گیرند. گدازه مادر پلاژیوکلاز فلدسپات‌ها و کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی اکسید شده است.

این سنگ‌ها، دستخوش دگرسانی‌های اپیدوتی‌شدن، زوئیسیتی‌شدن، کلریتی‌شدن، اورالیتی‌شدن، آلبیتی‌شدن و کربناتی‌شدن و همچنین، بیشتر دچار دگرگونی گرمایی رخساره‌ی شیست سبز شده‌اند اما شرایط دگرگونی انتقالی از رخساره شیست سبز به رخساره‌ی آمفیبولیت را نیز نشان می‌دهند. بیشتر دگرسانی‌های این سنگ‌ها، مربوط به فرآیند دگرنهادی نفوذی در اثر فعالیت آب دریا یا شوراب‌های داغ در حال چرخش در این گنبدهای نمکی و دگرسانی گرمابی توسط سیال‌های گرمابی با خاستگاه رسوبی، در زمان تشکیل این توده‌هاست. سیال‌های آبدار غنی از CO_2 و بر هم کنش سنگ-سیال، نقش قابل توجهی در دگرگونی این سنگ‌ها داشته‌اند. کانی‌های پلاژیوکلاز فلدسپات، پیروکسن، الیوین، فلدسپات قلیایی، آپاتیت، روتیل، مگنتیت و پیریت جزء کانی‌های ماگمایی و اولیه‌ی سنگ محسوب می‌شوند و سایر کانی‌ها، در نتیجه تجزیه و تبدیل کانی‌های اولیه، در اثر واکنش با سیال‌های گرمابی و دگرسانی و دگرگونی گرمابی بوجود آمده‌اند.

زیرکن‌های تجزیه شده‌ی گنبد نمکی بند معلم و گنبد نمکی چمپه، بیشتر خاستگاه ماگمایی دارند. زیرکن‌های مورد بررسی گنبد نمکی بند معلم (۱۶ دانه زیرکن)، سن ۶/۴ ± ۵۳۹/۴ میلیون سال پیش و زیرکن‌های مورد بررسی گنبد نمکی چمپه (۲۰ دانه زیرکن)، سن ۶/۱ ± ۵۴۳/۵ میلیون سال پیش را نشان می‌دهند که نشان دهنده‌ی سن تبلور و تشکیل سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، در کامبرین پیشین هستند. این دیابازها، می‌توانستند همزمان و/یا پس از شروع کافت‌شدگی نئوپروتروزوئیک تا کامبرین پیشین بخش شمالی صفحه‌ی عربستان و رسوب‌گذاری سازند هرمز در حوضه‌ی خلیج فارس تشکیل شده باشند. تعدادی از زیرکن‌ها نیز زیرکن‌های به دام افتاده به سن پالئوژن-نئوژن هستند.

قدردانی

نویسندگان مقاله، از دانشگاه هرمزگان برای تأمین مخارج این پژوهش تشکر می‌کنند.

مراجع

[1] Husseini M.I., Husseini S.I., *"Origin of the Infracambrian Salt Basins of the Middle East"*, From BROOKS, J. (ed.), Classic Petroleum Provinces, Geological Society Special Publication 50 (1990) 279-292.

[2] Mortazavi M., Jafari Sadr A., Houshmandzadeh A., *"Progress report on studying salt domes of Hormozgan province"*, Prepared in Mineral Department of Hormozgan Governorate Economic Review GroupReport number 1.(1989).

[3] McQuillan H., *"The role of basement tectonics in the control of sedimentary facies, structural patterns and salt plug emplacements in the Zagros fold belt of southwest Iran"*, Journal of Southeast Asian Earth Sciences 5(1) (1991) 453-63.

[4] Faramarzi N.S., Amini S., Schmitt A.K., Hassanzadeh J., Borg G., McKeegan K., Razavi S.M.H., Mortazavi S.M., *"Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation"*, Lithos 236–237 (2015) 203–211.

[5] Bosak P., Garos J., Spudil J., Sulovsky P., Vaclavek V., *"Salt plugs in the East Zagros, Iran: Results of Regional Geological Reconnaissance"*, Geolines, (Praha) (1998) 7.

[6] Gansser A., *"The enigma of the Persian salt dome inclusions"*, Eclogae Geologicae Helvetiae. Symposium on Swiss Molasse Basin 85 (1992).

[7] Rahnama-Rad J., Farhoudi G., Ghorbani H., Habibi Mood Sh., Derakhshani R., *"Pierced salt domes in the Persian Gulf and in the Zagros mountain ranges in southern Iran and their relationship to hydrocarbon and basement*

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]

Island Apatite", Journal of Economic Geology 1(6) (2014).

[19] Pourkaseb H., Rangzan K., Charchi A., Saiedi S., *"Mineralogical studies of Igneous rocks in Jahani salt dome (Firuzabad), with emphasis on their economic importance",* Second National Conference of the Iranian Economic Geology Society (2012).

[20] Aghanabati A., Fotouhi V., Escandari S., *"The geological and Exploratory activitiescarried out in provinces and the third five years program",* ministry of mine and industries, the Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran report(1) (2002).

[21] Momenzadeh M, Heidari E., *"Genesis and formation of the Hormoz Formation and its mineral restores: a genetic analyses",* Geological Survey of Iran (1990).

[22] National Geosciences Database, http://ngdir.ir/GeoportalInfo/PSubjectInfoDetail.as.p?PID=725&index=7 (2015).

[23] Ahmadi Moghadam P., *"Petrogenesis of mafic igneous rocks in the Hormuz series, south of Iran",* Doctor of Philosophy (PhD) thesis, not defended.

[24] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"Rock-Forming Minerals",* New York: Wiley 4 (1963) 2.

[25] Taghipour S., Khalili M., Mackizadeh M.A., Kananian A., Taghipour B., *"Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of igneous inclusions within three inactive diapirs, Zagros belt, Shahre-kord, Iran",* Geol. Mag. 150 (1) (2013) 72–88.

[26] Fuhrman M.L., Lindsley D.H., *"Ternary-feldspar modeling and thermometry",* American Mineralogist 73 (1988) 201−215.

[27] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes",* Canadian Mineralogist 27 (1989) 143-156.

[28] Lindsley D.H., Andersen D.J., *"A two-pyroxene thermometer",* Journal of Geophysical Research 88 (S2) (1983) A887–A906.

[29] LE BAS M.J., *"The role of aluminum in igneous clinopyroxene with relation to their parentage",* American Journal of Science 260 (1962) 267–88.

tectonics", Iranian Journal of Earth Sciences 1 (2009) 57-72.

[8] Talbot C.J., Jarvis R.J., *"Age, budget and dynamics of an active salt extrusion in Iran",* Journal of Structural Geology 6(5) (1984) 521-533.

[9] Talbot C.J., *"Extrusions of Hormuz salt in Iran",* Geological Society, London, Special Publications 143 (1998) 315-334.

[10] Talbot C., Aftabi P., Chemia Z., *"Potash in a salt mushroom at Hormoz Island, Hormoz Strait, Iran",* Ore Geology Reviews 35 (2009) 317–332.

[11] Ghazban F., Al-Aasm I.S., *"Hydrocarbon-induced diagenetic dolomite and pyrite formation associated with the Hormoz Island salt dome, offshore Iran",* Journal of Petroleum Geology 33(2) (2010) 183-196.

[12] Edgell H.S., *"Salt tectonism in the Persian Gulf Basin",* Salt Tectonics, Geological Society Special Publication 100 (1996) 129-151.

[13] Kent P.E., *"The Emergent Hormoz Salt Plugs of Southern Iran",* Journal of Petroleum Geology 2(2) (1979) 117-144.

[14] Jahani S., Callot J.P., Letouzey J., Frizon de Lamotte D., *"The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting",* TECTONICS 28 (2009).

[15] Reuning L., Schoenherr J., Heimann A., Urai J.L., Littke R., Kukla P.A., Rawahi Z., *"The surface-piercing salt domes in the Ghaba Salt Basin (Oman): A comparison to the intra-salt hydrocarbon play of the Ara Group",* Geophysical Research Abstracts 11 (2009).

[16] Taghipour S., Taghipour B., *"Mineralogical studies of metasomatic minerals within volcanic rocks of High Zagros salt domes",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 4(17) (1388) 535-550.

[17] Atapour H., Aftabi A., *"Rapitan-type banded iron formation at Hormuz Island, Iran",* Geological Survey of Iran, The 30th Symposium, Programme with Abstracts with English abstract (2012).

[18] Rostami A., Baz Amad M., Haj Alilu B., Moazzen M., *"Study of the Geochemical behaviour of rare earth minerals in the Hormoz*

[30] Nisbet E.G., Pearce J.A., *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings",* Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 149–60.

[31] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., *"A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 189 (2010) 340–346.

[32] Spray A., *"METAMORPHIC TEXTURES",* Pergamon Press Ltd. (1969).

[33] Bucher K., Grapes R., *"Petrogenesis of Metamorphic Rocks",* Springer-Verlag Berlin Heidelberg (2011).

[34] Wu C.Z., Santosh M., Chen Y., Samson I.M., Lei R.X., Dong L.H., Qu X., Gu L.X., *"Geochronology and geochemistry of Early Mesoproterozoic meta-diabase sills from Quruqtagh in the northeastern Tarim Craton: Implications for breakup of the Columbia supercontinent",* Precambrian Research 241 (2014) 29– 43.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.355]